第 52 卷 第 2 期
2009 年 2 月

地 球 物 理 学 报
CHINESE JOURNAL OF GEOPHYSICS

Vol. 52, No. 2
Feb., 2009

郭 飚,刘启元,陈九辉等.川西龙门山及邻区地壳上地幔远震 P 波层析成像.地球物理学报,2009,**52**(2):346～355
Guo B, Liu Q Y, Chen J H, et al. Teleseismic P-wave tomography of the crust and upper mantle in Longmenshan area, west Sichuan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(2):346～355

川西龙门山及邻区地壳上地幔远震 P 波层析成像

郭 飚[1],刘启元[1],陈九辉[1],刘立申[2],李顺成[1],李 昱[1],王 峻[1],齐少华[1]

1 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室,北京 100029
2 河北省地震局红山基准台,邢台 054300

摘 要 本文利用川西地震台阵记录到的远震 P 波走时数据和非线性层析成像算法,获得龙门山地区 400 km 深度范围内的三维 P 波速度结构.为了适应川西地区复杂的地质结构,本文的层析成像方法采用了快速行进三维走时计算算法和 Tarantola 非线性反演算法.我们的结果揭示了川滇地块、松潘—甘孜地块和四川盆地三个不同地块构造差异及该区深部动力学特征.本文的研究表明:1)研究区地壳上地幔 P 波速度结构具有较为明显的分区特征,松潘—甘孜地块和川滇地块岩石圈速度较低,四川盆地岩石圈速度较高,四川盆地的岩石圈厚度从南 250 km 向北逐渐减薄至 100 km.松潘—甘孜地块上地幔存在地幔上涌的特征.2)川滇地块和四川盆地仅是垂直接触关系,而在龙门山地区四川盆地前缘存在减薄的现象,并伴随松潘—甘孜地块上地幔低速物质有侵入四川盆地岩石圈下方的特征,这显示了四川盆地与松潘—甘孜地块和川滇地块的动力学关系的差异.3)以映秀为界,龙门山断裂带被从松潘—甘孜侵入的低速异常分为南北两段:龙门山南段和龙门山北段,汶川大地震及其余震序列均分布在龙门山断裂带的北段.在青藏高原向东挤压和地幔上涌的双重作用下造成松潘—甘孜地块隆升,由于汶川处于龙门山北段的最南端,应力容易在此集中.这些因素可能是汶川 M_S8.0 地震的基本动力学背景.本文的结果不支持四川盆地的俯冲及层间流动的动力学模型.

关键词 龙门山,汶川地震,流动地震台阵,地震层析成像

文章编号 0001-5733(2009)02-0346-10 **中图分类号** P315 **收稿日期** 2009-01-07,2009-02-10 收修定稿

Teleseismic P-wave tomography of the crust and upper mantle in Longmenshan area, west Sichuan

GUO Biao[1], LIU Qi-Yuan[1], CHEN Jiu-Hui[1], LIU Li-Shen[2],
LI Shun-Cheng[1], LI Yu[1], WANG Jun[1], QI Shao-Hua[1]

1 *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing* 100029, *China*
2 *Hongshan Central Seismic Station, Hebei Earthquake Administration, Xingtai* 054300, *China*

Abstract The 3D P-wave velocity structure of the crust and upper mantle within the depth range of 400 km was obtained by using teleseismic traveltimes data recorded by West Sichuan Seismic Array distributed in Longmenshan region and non-linear tomography inversion technique. For adapting to the complicated structure, the fast marching traveltime calculation method and Tarantola's inversion method was used. Our results show the tectonic differences of the crustal and upper-mantle structure among the blocks of Chuandian, Songpan-Garzê and Sichuan basin. Our results show that: 1) the crustal structure of the study area correlates with the surface

基金项目 国家重点基础研究项目(973)(2004CB418402),中国地震局地质研究所基本科研业务专项(DF-IGCEA-0607-1-7),汶川科学考察专项和地震动力学国家重点实验室自主科研项目(LED2008-A04)联合资助.

作者简介 郭 飚,男,1974 年生,现为中国地震局地质研究所博士研究生,主要研究方向地震层析成像及地震各向异性.
E-mail:guobiao74@hotmail.com

geological features. The Sichuan basin is imaged as a high-velocity feature, while the Songpan-Garzê and Chuandian block as low-velocity feature. The lithosphere thickness of Sichuan basin has lateral variations from 250 km in south part to 100 km in north part. There exist upwelling features under Songpan-Garzê block. 2) Sichuan basin vertically contacts with Chuandian block, but the thickness of Sichuan basin front in Longmenshan area decreases from east to west with the feature of Songpan-Garzê block incursion into Sichuan basin at upper mantle. This feature shows the difference in dynamic mechanism between Sichuan basin with Chuandian block and Sichuan with Songpan-Garzê block. 3) The Longmen Shan faults belt is divided into two parts at Yingxiu: the south part and north part. The great Wenchuan earthquake and aftershocks distribute in the north part of Longmen Shan faults. The eastward extrusion of Tibetan plateau and upper mantle upwelling caused the uplifting of Songpan-Garzê block. Because Yingxiu is located in the south edge of north part of Longmenshan faults belt, it's possible to accumulate high stress. This should be the deep dynamic background of the Wenchuan earthquake. Based on our results, the velocity structure does not support the subduction of the Sichuan basin downward and channel flow.

Keywords　Longmenshan, Wenchuan earthquake, Movable seismic array, Seismic tomography

1　引　言

青藏高原东缘不仅是研究青藏高原与周边盆地动力学的典型地区，而且是验证两种青藏动力学模型(地壳压缩增厚学说和左旋逃逸学说)的关键地区[1]. 地壳压缩增厚学说强调印度板块向北推挤导致韧性下地壳增厚和上地壳发育大量缓慢滑动断层，发生分布式的连续变形；左旋逃逸学说则强调青藏高原不同级别块体通过大型走滑断裂带的高速滑动实现向东挤出，调节青藏近南北向的缩短[2]. 与青藏高原内部不同，青藏高原东缘主要发育近南北向的走滑断裂，并无大规模的地壳增厚现象[3]. 尽管龙门山两侧的地形高差达 4000 m 左右，但 GPS 结果显示，龙门山地区的地壳缩短量仅为 1～3 mm/a[4～6]. 张培震等[7]指出青藏高原的东流可能表现为上地幔物质的东移，而不是指块体的整体挤出模式. 一般认为该区的变形是由于软弱的下地壳形成的层间流动[8]. Clark 等[9]根据数字地形等数据所作的数值模拟研究，预测了四川盆地地壳存在向上地幔的俯冲，但并没有强有力的深部地球物理证据支持相应的动力学模型. 关于龙门山的动力学机制、上地幔结构及形成演化等重大问题仍然不清楚.

本文的研究区位于青藏高原的东缘(100°N～105°N，29°E～32°E)，以鲜水河断裂带和龙门山断裂带为界，可以分为川滇菱形地块、松潘—甘孜地块和扬子地块. 整个区域显示为 Y 字形构造格局，是中国大陆地震活动最为强烈的地区之一(见图 1). 龙门山造山带位于松潘—甘孜褶皱造山带的东南缘、四川盆地的西北缘，全长约 500 km，宽约 30～50 km，呈现为北东向展布的构造带，在中国区域构造中有极其重要的意义[10].

龙门山构造带主要由茂汶—汶川断裂、北川—映秀断裂、彭县—灌县断裂等 3 条主干断裂组成的宽约 30～40 km 的逆冲断带[11]. 以龙门山为过渡带分为截然不同的地貌区，龙门山南东为地形比较平缓的盆地沉积区，龙门山西北为松潘褶皱造山区. 印支晚期以来，由于古特提斯关闭、板块碰撞以及陆内会聚作用，在松潘—甘孜造山带前缘和扬子稳定陆块西缘过渡带形成逆冲系及前陆盆地构造[10]. 龙门山构造带作为川青滑移块体的东边界显示强烈的推覆运动，兼一定的右旋滑动.

研究位于南北地震带中部，是中国大陆强震最为活跃的地区之一. 历史上该地区的强震主要发生在鲜水河断裂带上，而龙门山断裂带上有历史记载以来几乎没有 7 级以上的强震发生. 2008 年 5 月 12 日位于龙门山断裂上汶川发生了 M_S8.0 地震，该地震的发生完全出乎了人们的预料，并迅速成为国内外学术界研究的热点. 汶川地震破裂过程的研究表明，这是一次以逆冲为主，兼右旋走滑的事件. 其强余震在沿龙门山断裂带向北迁移的过程中，走滑分量逐渐加大. 对于大陆地震来说，该地震序列具有明显的特殊性[12]. 汶川大地震的发生及其特殊的发震机制，必定有其深刻的构造背景.

在龙门山及邻近地区已经进行了很多地球物理探测研究. Huang 等[13]利用地震台网资料，反演了川滇地区及周边的 Pn 波及 P 波速度结构. 王椿镛等[14]根据深地震测深资料获得了巴塘竹巴龙至四川资中二维 P 波地壳速度结构剖面，分析川西高原和四川盆地的地壳上地幔结构的主要差异，并讨论测线上主要断裂带的深部特征、扬子地台与青藏高原的深部构造关系以及强烈地震发生的深部构造环境. 王椿镛等[15]利用接收函数方法给出了壳内低速层存在的证据. Yao 等[3]利用环境噪声面波反演得到的结果表明松潘—甘孜地块地壳比四川盆地的地壳软弱. 朱介寿[16]利用多种地球物理方法研究了震区及其邻域的岩石圈速度结构. 刘启元等[17]利用接收函数方法反演了该区地壳上地幔 S 波速度结构，发现松潘—甘孜地块下地壳存在楔状低速区. 由于台网密度和数据方法的限制，得到的结果分辨率较低，研究深度仅限于地壳和上地幔顶部，上地幔的动力学特征仍然不清楚. 总之，人们对龙门山断裂带深部动力学特征知之甚少.

在国家重大基础研究项目(973)的支持下，中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室在川西地区布设了由 297 个流动宽频带地震仪组成的密集地震台阵. 刘启元等[18]详细介绍了川西台阵的观测情况. 2006 年 10 月该台阵开始正式观测至今，获得了大量的地震数据，为研究该区构造环境、汶川地震成因提供了极为重要的观测资料. 作为初步结果，本文利用川西台阵的 163 个地震台在 2006 年 10 月至 2007 年 9 月记录到的远震 P 波走时数据和适应复杂结构的层析成像算法，研究龙门山地区深部构造背景. 目的在于详细了解川滇地块、松潘—甘孜地块及四川盆地等三个不同地块之间的深部构造关系. 这对于了解汶川地震孕育的深部构造背景及其动力学成因具有关键作用. 同时地壳上地幔速度模型为理解青藏高原及东缘地区的地球动力学过程与机制提供定量化的约束.

2 走时数据

图 2 给出了研究区内的主要断裂带及川西台阵 163 个台站的分布. 图 2 表明，观测台阵跨越了川滇菱形块体、松潘—甘孜地块及华南地块的四川盆地，覆盖了包括汶川地震主震区在内的龙门山构造带 32°N 以南区域，台站间距约为 5～40 km.

图 3a 给出了本文地震层析成像研究中采用的 324 个远震事件震中分布(时间：2006 年 10 月～2007 年 9 月；震中距：$30° \leqslant \Delta \leqslant 90°$)，图 3b 给出了相应的远震射线在模型内的分布. 如图 3 所示，地震震中主要分布在研究区的东侧，西北方向的地震较少. 数据筛选主要依据以下原则：初至清晰、震中距位于 30°～90°之间；每一个地震至少有 20 个以上地震台站记录；走时残差小于 3 s. 从 324 个远震事件中共选取 19530 条 P 波初至到时数据. 本文采用的远震事件的震源参数根据美国地质调查局(USGS)给出的结果.

图 4 给出了每个台站的平均相对走时残差. 图 4 表明，四川盆地的台站相对走时残差大多为负值，这意味着四川盆地壳幔平均速度较高，而松潘—甘孜地块和川滇地块的台站相对走时残差大多为正，意味着该区域的壳幔平均速度较低.

3 层析成像方法

自从 Aki 等[20] 1976 年的开创性工作以来，经过 30 多年的发展，地震层析成像已经成为利用地震数据研究地球内部结构的主要方法. 为了适应川西地区复杂的构造，本文采用快速行进走时计算方法和 Tarantola 非线性反演方法.

如前所述龙门山地区是几个构造的交会区结构非常复杂，因此需要能适应强烈非均匀情况的走时计算方法. Vidale[21]首先发展了实用的基于网格计算的欧拉格式，基于矩形扩展波前的思想提出一种近似程函方程的有限差分计算走时算法，并通过有限差分方法解程函方程进一步得到用节点描述的速度场中的走时. Sethian[22]基于水平集算法发展了快速行进算法，Sethian 等[23]还将水平集的思想引入到地震波走时计算中. 该算法的快速高效、无条件稳定等特点是其他差分格式无法比拟的[24]. 快速行进算法的核心思想是利用由节点组成的波前窄带模拟曲面的演化，通过逆风有限差分格式和近似梯度项获得程函方程的弱解.

相对于传统的射线追踪方法，有限差分算法具有几个明显的特点：①可以计算介质中所有节点的走时，得到完整的走时场，并正确地得到射线影区的衍射；②在较复杂的介质中，试射法和弯曲法可能不能收敛到真实的射线路径，而网格方法非常稳定并能得到正确的解；③特别是在有很多震源和多台站的情况下，计算效率比较高；④网格方法计算得到的是连续介质中最速走时路径，而射线追踪方法计算

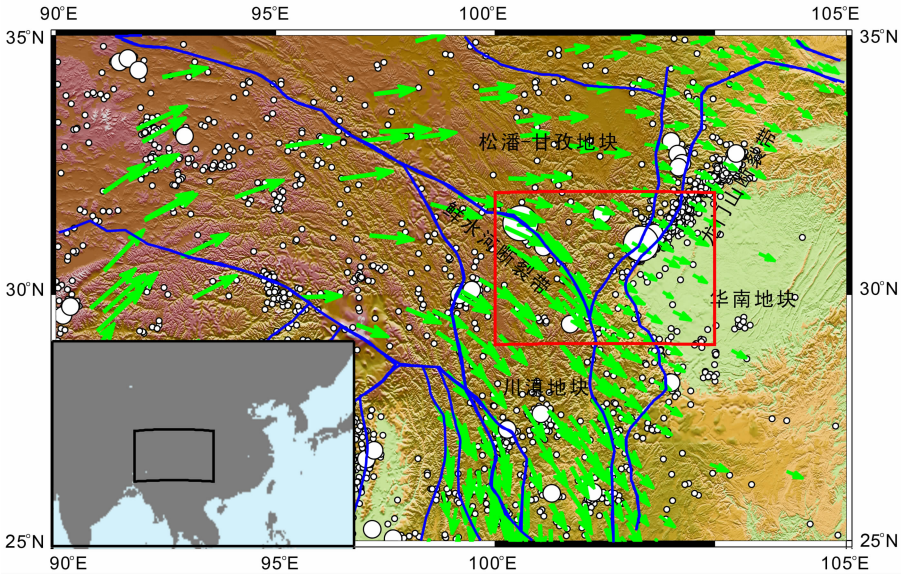

图 1　龙门山地区构造背景

图中绿色箭头为 GPS 结果(相对于华南板块);白色圆圈为地震震中;
红色方框为本文的研究区;蓝色实线为块体边界.

Fig. 1　Geological background of Longmenshan area

The green arrows denote GPS velocity vector relative to South China; the white circles denote earthquakes; red rectangle denotes study region; the blue lines denote geological block boundary.

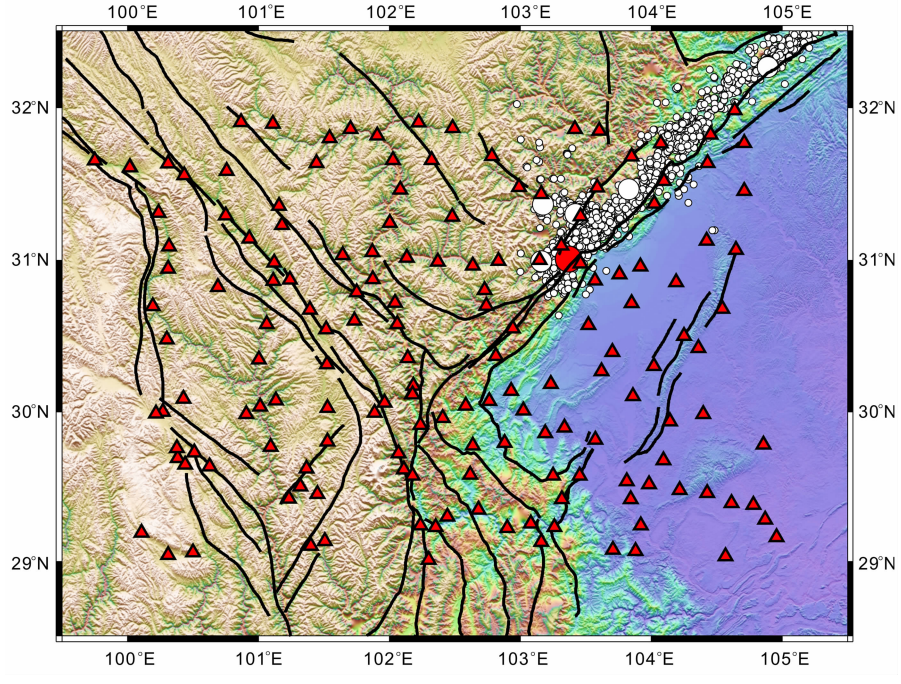

图 2　本文研究应用的地震台站分布

红色三角为流动地震台站,黑色实线表示断层,红色圆圈为汶川 M_S8.0 地震,
白色圆圈为汶川地震的余震(震中位置根据陈九辉等[19]).

Fig. 2　The seismic stations distribution used in this study

The red triangles denote station; the black solid lines denote faults; the red circle denotes the Wenchuan earthquake; the white circles denote aftershocks of the Wenchuan earthquake (The epicenters are based on Chen et al.[19]).

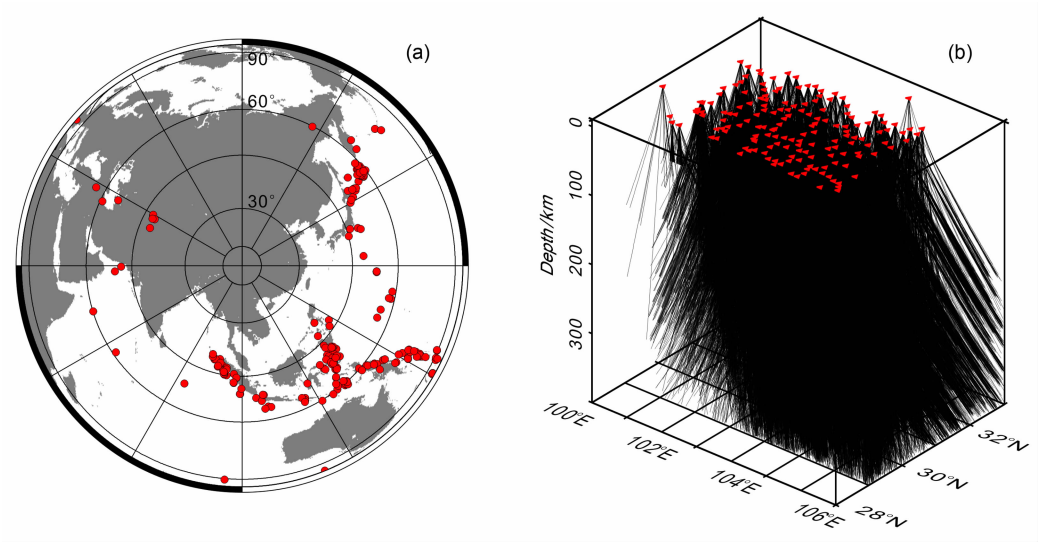

图3 远震震中及射线分布

(a) 远震震中分布;(b)远震射线在模型内部分布.图中红色圆圈为震中位置,红色三角表示台站.

Fig. 3 Distribution of teleseismic events and rays

(a) Distribution of teleseismic events; (b) Distribution of teleseismic rays in study model. The red circles denote the events; the red triangles denote stations.

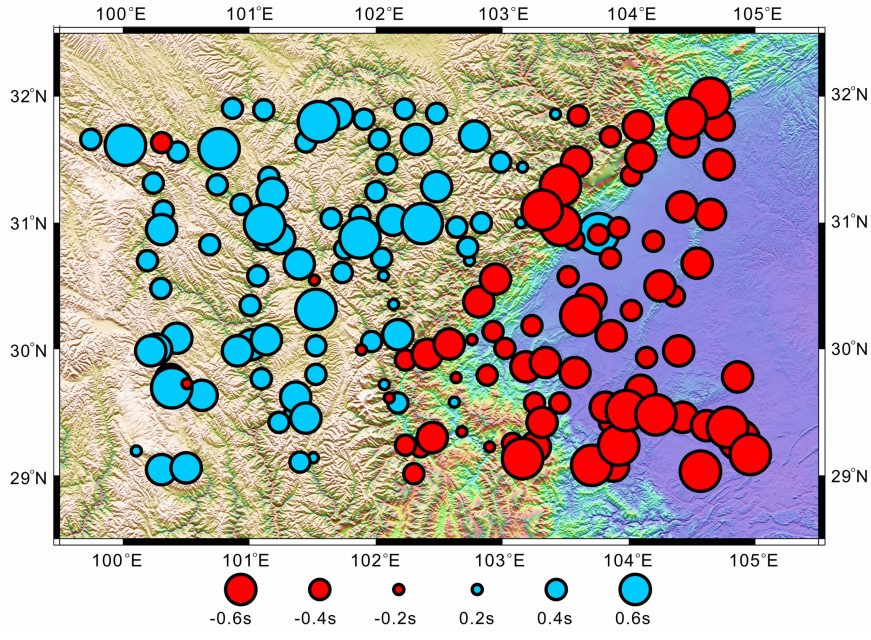

图4 台站平均相对走时残差分布图

Fig. 4 Distribution of average relative traveltime residuals of station

的是单一路径,不能保证是最速路径.本文采用球坐标系下的高阶快速行进算法,方法的原理详见文献[22~25].

地震走时层析成像反问题可以转化为寻求目标函数极值问题.通过构建目标函数,使之包含加权的数据残差和规则化项,使目标函数最小.根据Tarantola[26],定义长度为 N 的数据矢量 $\boldsymbol{d}$,长度为 M 模型矢量 $\boldsymbol{m}$,以及关系 $\boldsymbol{d}=g(\boldsymbol{m})$,目标函数可以定义为

$$S(\boldsymbol{m})=\frac{1}{2}\Big[(g(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d}_{\mathrm{obs}})^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}(g(\boldsymbol{m})-\boldsymbol{d}_{\mathrm{obs}})+\varepsilon(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_0)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}(\boldsymbol{m}-\boldsymbol{m}_0)\Big],\tag{1}$$

这里的 $\boldsymbol{m}_0$ 为模型参数的初始估计,$\boldsymbol{d}_{\mathrm{obs}}$ 为观测数据,ε 为阻尼因子,其反映了数据拟合与模型扰动的折衷.$\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}$ 是数据协方差矩阵,而 $\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}$ 为先验的模型协方差矩阵.式(1)中右边的第一项反映了观测数据和

预测数据的差异，第二项为规则化项提供额外的约束来减少解非唯一性，其作用是使解在初始模型 m_0 附近.

由于 $g(\boldsymbol{m})$ 是非线性的，在求解式(1)时一般采用迭代方法. 忽略二阶导数项，高斯-牛顿法求解目标函数的最小化问题可以写成

$$\boldsymbol{m}_{k+1} = \boldsymbol{m}_k + (G^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{G} + \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})^{-1}\Big[\boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}(\boldsymbol{d} - g(\boldsymbol{m}_k)) + \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}(\boldsymbol{m}_0 - \boldsymbol{m}_k)\Big]. \tag{2}$$

令 $\delta\boldsymbol{m}_k = \boldsymbol{m}_{k+1} - \boldsymbol{m}_k$，则(2)式可以写成扰动形式

$$(\boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{G} + \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})\delta\boldsymbol{m}_k = \boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}(\boldsymbol{d} - g(\boldsymbol{m}_k)) + \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}(\boldsymbol{m}_0 - \boldsymbol{m}_k). \tag{3}$$

(3)式可以理解为

$$\begin{bmatrix}\boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2} & \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}\end{bmatrix}\begin{bmatrix}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}\boldsymbol{G} \\ \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}\end{bmatrix}\delta\boldsymbol{m}_k = \begin{bmatrix}\boldsymbol{G}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2} & \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}\end{bmatrix}\begin{bmatrix}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}(\boldsymbol{d} - g(\boldsymbol{m}_k)) \\ \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}(\boldsymbol{m}_0 - \boldsymbol{m}_k)\end{bmatrix}. \tag{4}$$

则式(4)优化问题相当于解迭代问题

$$\begin{bmatrix}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}\boldsymbol{G} \\ \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}\end{bmatrix}\delta m_k = \begin{bmatrix}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}(\boldsymbol{d} - g(\boldsymbol{m}_k)) \\ \boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1/2}(\boldsymbol{m}_0 - \boldsymbol{m}_k)\end{bmatrix}. \tag{5}$$

每一次迭代需要在上一次结果的基础上重新计算 Fréchet 矩阵，即重新计算射线路径. 当走时残差减少到某一标准值，或目标函数 $S(\boldsymbol{m})$ 变化很小的时候，就认为获得了真解.

4　结　果

本文速度模型采用等间隔分布的速度节点描述，网格间距在水平方向上为 0.25°，在垂直方向上为 30 km，节点间的速度值利用基样条差值获得. 初始模型各节点的 P 波速度参数则根据 IASPEI91 模型确定.

本文采用 2×2×2 网格的棋盘格恢复实验来测试数据的分辨能力. 图 5 给出了不同深度上棋盘格恢复实验的结果. 如图 5 所示，模型 300 km 以上大部分地区的分辨情况较好. 由于东南方向的射线较多，因此在东南-西北方向上有拖尾效应. 图 7 给出了沿纬度方向垂直剖面上的棋盘格恢复实验的结果. 如图 7 所示，模型的西部上地幔 250 km 以下分辨率较差，其他部分分辨情况较好.

图 6 给出了不同深度上的水平速度扰动剖面. 30 km 深度的水平速度扰动剖面代表了地壳的平均速度结构. 由该剖面可见研究区速度结构具有较为明显的分区特征，它们与地貌和地表地质构造特征相吻合；松潘—甘孜地块和川滇地块的速度整体较低，但其分界线鲜水河断裂带显示为高低速相间的复杂构造特征. 四川盆地西部，特别是靠近龙门山断裂带附近，整体速度较高，其结果与刘启元等[17]和 Yao 等[3]的结果相一致. 汶川地震震中以南，龙门山断裂带被从松潘—甘孜侵入的低速异常分为两段：龙门山南段和龙门山北段. 龙门山断裂带南北两段均表现为高速异常，但北段的速度相对较高. 如图 6 所示，汶川大地震发生在龙门山断裂带北段的南端，汶川地震的余震序列主要发生在龙门山北段的高速介质区域内. 龙门山断裂带南北两段间的低速异常表明其地壳的岩石强度较低，可能阻挡了破裂进一步向南延伸，在一定程度上，这可以作为解释该地震序列分布的深部构造证据. 图 6 给出的 90 km 深度剖面显示松潘—甘孜地块上地幔低速物质逐渐侵入到龙门山断裂的下方，龙门山断裂带的分段特征逐渐消失. 150 km 深度速度扰动剖面显示松潘—甘孜地块仍然为低速特征，而四川盆地速度趋于正常，南部速度仍然较高. 300 km 深度剖面显示四川盆地速度趋于正常，但在鲜水河断裂带两侧仍存在较大的速度差异.

图 8 给出了沿纬度方向的垂直速度扰动剖面，如图 8 所示，四川盆地西部地壳上地幔显示为整体高速异常，这个高速异常的厚度从南部 250 km 向北逐渐减薄至 100 km，高速异常体内部结构相对较为均匀. 根据沿 29.5°N 垂直速度扰动剖面，川滇地块壳幔 300 km 范围内速度都较低，在鲜水河断裂至四川盆地前沿的上地幔 100 km 处存在一高速异常体，推测可能为四川盆地的残留. 根据沿 30°N 垂直速度扰动剖面所示，鲜水河断裂带是清晰的青藏高原与四川盆地的边界，该边界向下延伸至上地幔 150 km，推测鲜水河断裂为超壳断裂. 根据沿 31°N 垂直速度扰动剖面所示，松潘—甘孜地块内的地壳结构较为复杂，鲜水河断裂带显示为低速异常；而松潘—甘孜地块明显分为两个部分在其东侧显示为低速异常，而靠近鲜水河断裂带则表现为高速异常. 在 101°E 处上地幔 200 km 有一低速异常向上一直连通至松潘—甘孜地块的地壳，可能为地幔物质上涌的证据. 在四川盆地的山前显示为低速特征，可能为山前沉积层的特征. 根据沿 30.5°N 的速度扰动剖面所示，四川盆地西缘高速异常的厚度减薄至 100 km，松潘—甘孜地块仍然具有分块特征. 在 31°N 和 31.5°N剖面上，四川盆地西缘上地幔 150～250 km 显示为低速异常并与松潘—甘孜上地幔的低速异常

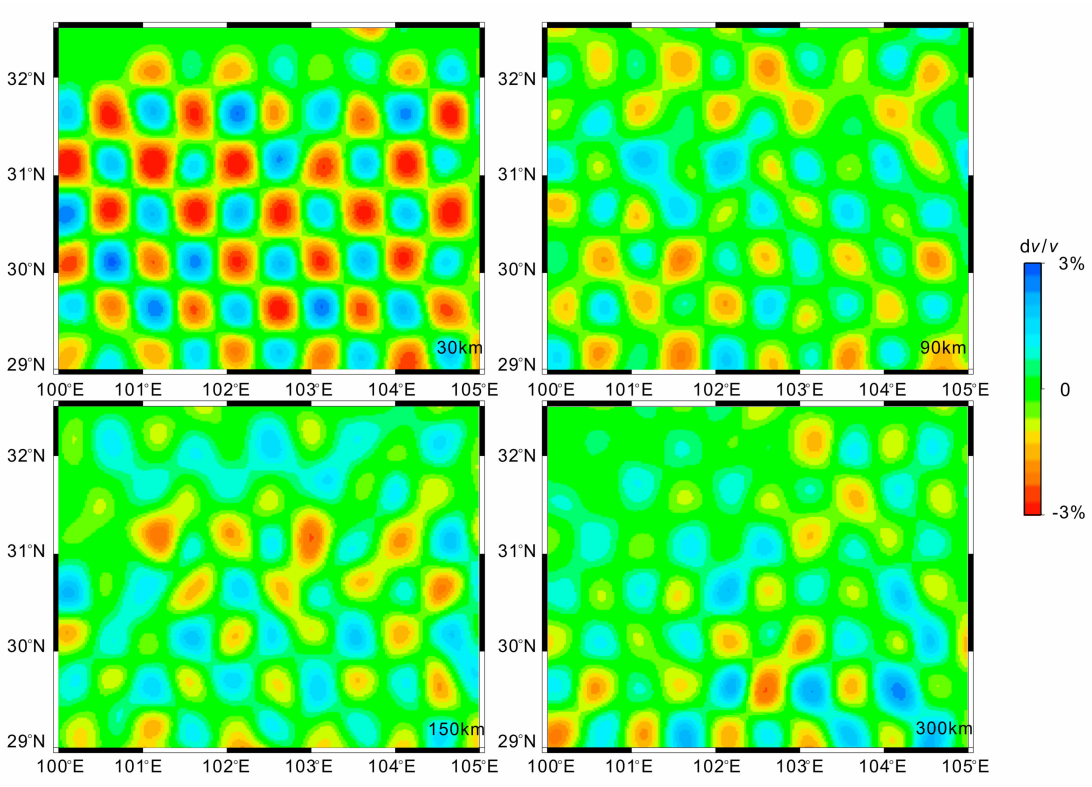

图 5 水平剖面棋盘格分辨率测试

Fig. 5 Checkerboard test along horizontal slice

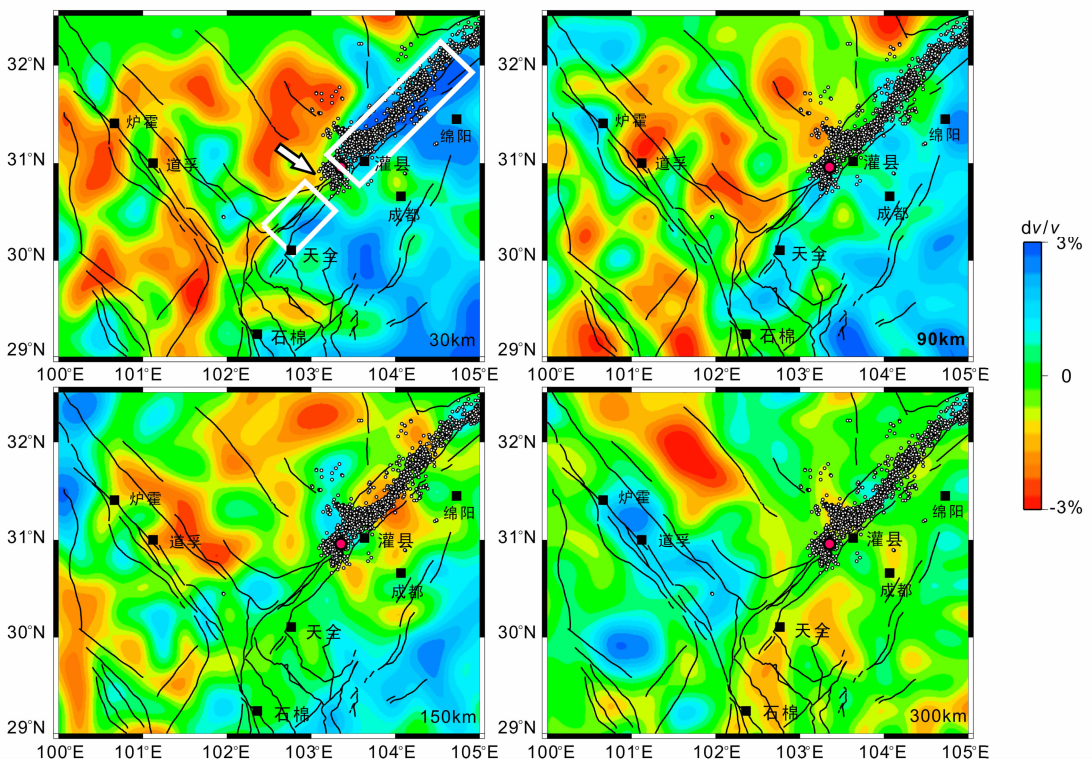

图 6 P 波速度扰动水平剖面

图中黑色实线表示断层;红色圆点表示汶川地震的震中;白色圆圈表示汶川地震的余震序列(震中位置根据陈九辉等[19]).

Fig. 6 Horizontal slice of P-wave velocity perturbation

The black lines denote faults; red point denotes the epicenter of Wenchuan earthquake; white circles denote aftershocks of the Wenchuan earthquake (The epicenters are based on Chen et al.[19]).

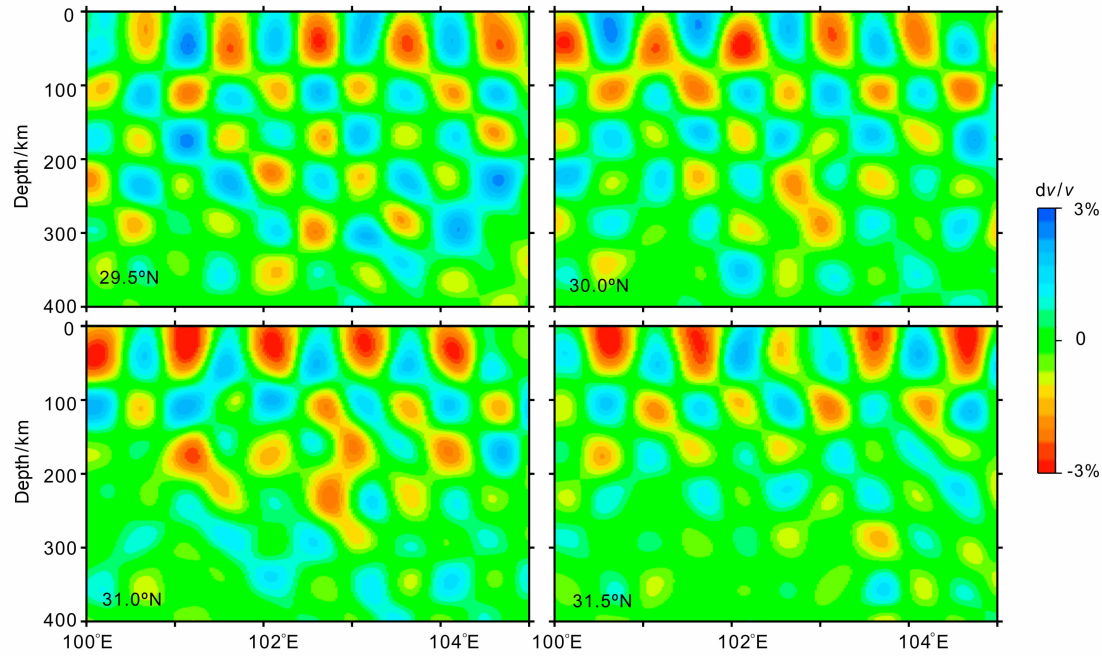

图 7　垂直剖面棋盘格分辨率测试

Fig. 7　Checkerboard test along vertical slice

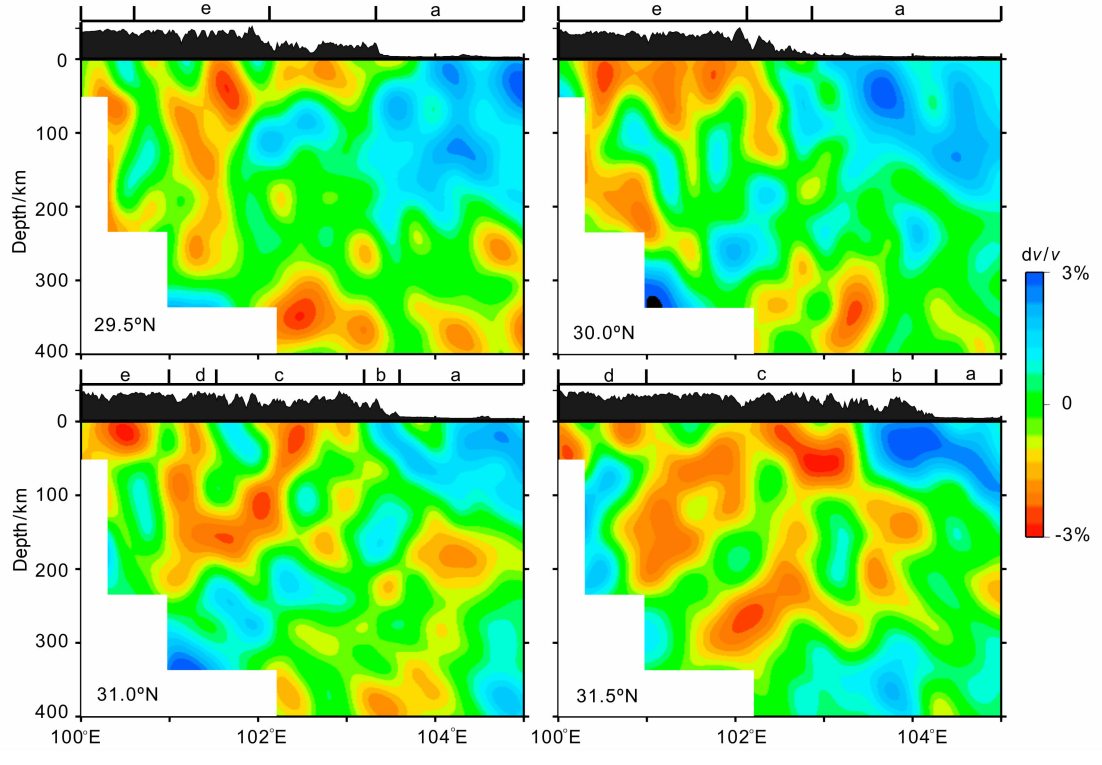

图 8　沿纬度方向的垂直 P 波速度扰动剖面

图中黑色充填区域表示地表高程. 图上线段 a 四川盆地；b 龙门山断裂带；c 松潘—甘孜地块；d 鲜水河断裂带；e 川滇地块.

Fig. 8　Vertical slice of P-wave velocity perturbation along the latitude direction

The black region on the top of image denotes elevation of surface. a Sichuan basin; b Longmenshan faults belt; c Songpan-Garzê block; d Xianshuihe faults belt; e Chuandian block.

相连,可能是青藏地幔物质东移现象,而在31°N以南并未发现此现象.另外在31°N以南地区,四川盆地西缘与川滇地块为垂直接触关系,而在31°N以北四川盆地的前缘自东向西逐渐减薄,由此推测龙门山南北两段的动力学机制不同.

5 结论和讨论

本文利用川西台阵163个台站记录的远震P波走时数据和层析成像方法得到了龙门山地区上地幔P波速度结构,据此我们可以得到以下结论:

1)研究区地壳上地幔P波速度结构具有较为明显的分区特征,松潘—甘孜地块和川滇地块速度较低,龙门山断裂带及四川盆地西部速度较高.四川盆地西部地壳上地幔的高速异常厚度从南250 km向北逐渐减薄至100 km,推测这个高速异常体可能代表四川盆地的岩石圈.相对于四川盆地,松潘—甘孜地块的地壳上地幔较为软弱,但不存在四川盆地向松潘—甘孜地块的俯冲.与此相反松潘—甘孜的上地幔物质有可能侵入四川盆地岩石圈下方.松潘—甘孜地块的抬升可能与地幔上涌有关.川滇地块和四川盆地仅是垂直接触关系,并未发现四川盆地前缘减薄的现象,推测四川盆地与松潘—甘孜地块和川滇地块的动力学机制完全不同.

2)龙门山断裂带与四川盆地的地壳同样显示为高速特征,四川盆地与松潘—甘孜地块之间的构造边界可能是龙门山后山断裂,即汶川—茂县断裂.以汶川为界,龙门山断裂带可以分为南北两段,均显示为高速特征.这种深部结构特点可能是汶川孕育大地震和余震序列向北分布的深部构造机制.

3)在上地幔150 km范围内,川滇地块和松潘—甘孜地块均显示为低速特征.松潘—甘孜地块可以明显地区分为两部分,推测松潘—甘孜地块由两个不同的地质体拼合而成.鲜水河断裂带在深部结构上显示为较宽的低速条带特征.鲜水河断裂带和龙门山断裂带均为超壳的深大断裂.

4)地质及GPS观测结果表明龙门山及其邻域地壳变形较为缓慢,其缩短速率很小[2~4].根据本文给出的松潘—甘孜地壳上地幔速度结构,我们可以进一步推断,松潘—甘孜地块的抬升应与地幔上涌有关.而龙门山的形成机制与松潘—甘孜不同.我们推断在青藏高原向东挤压和地幔上涌的双重作用下造成松潘—甘孜地块隆升,由于坚硬的四川盆地的阻挡,形成在龙门山断裂带的逆冲推覆.该地区在长期的缓慢变形过程中,其坚硬的上地壳应该形成了巨大的应力积累,而汶川处于龙门山北段的最南端,应力容易在此集中.这些因素可能是在映秀—北川断裂发生汶川M_S8.0地震的基本动力学背景.

本文的研究结果并不支持四川盆地俯冲的动力学模型.与其结果相反,龙门山断裂带北段的上地幔深度上青藏高原物质可能侵入四川盆地下方,并使其岩石圈前缘向西逐渐减薄.

致 谢 四川省地震局康定地震中心站参加了野外台站的维护管理.

参考文献(References)

[1] 许志琴,侯立玮,王宗秀等.中国松潘—甘孜造山带的造山过程.北京:地质出版社,1992
Xu Z Q, Hou L W, Wang Z X, et al. The Evolution of Songpan-Garzê Orogenic Belt (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1992

[2] 徐锡伟,闻学泽,叶建青等.汶川M_s8.0地震地表破裂带及其发震构造.地震地质,2008,**30**(3):597~629
Xu X W, Wen X Z, Ye J Q, et al. The M_s8.0 Wenchuan earthquake surface ruptutres and its seismogenic structure. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008,**30**(3):597~629

[3] Yao H, Beghein C, R D van der Hilst. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: II—crustal and upper mantle structure. *Geophys. J. Int.*, 2008,**173**:205~219

[4] 唐文清,陈智梁.青藏高原东缘鲜水河断裂带与龙门山断裂带现今的构造活动.地质通报,2005,**24**(12):1169~1172
Tang W Q, Chen Z L. Present-day tectonic activity in the intersection area of the Xianshuihe fault and Longmenshan fault on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geol. Bull. Chin.* (in Chinese), 2005,**24**(12):1169~1172

[5] Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**: b11409, doi: 10.1029/2004JB003421

[6] Wang Y Z, Wang N N, Shen Z K, et al. GPS-constrained inversion of present-day slip rates along major faults of the Sichuan-Yunnan region, China. *Science in China* (Series D), 2008,**51**(9):1267~1283

[7] 张培震,王 琪,马宗晋.中国大陆现今构造运动的GPS速度场与活动地块.地学前缘,2002,**9**(2):430~441
Zhang P Z, Wang Q, Ma Z J. GPS velocity field and active crustal blocks of contemporary tectonic deformation in continental China. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2002,**9**(2):430~441

[8] Burchfiel B C. New technology: new geological challenges. *Geol. Soc. Amer. Today*, 2003,**14**(2): 4~10

[9] Clark M K, Bush W M, Royden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength

heterogeneities bordering the Tibetan plateau. *Geophys. J. Int.*, 2005, **162**: 575～590

[10] 郭　斌. 龙门山造山带构造特征及演化过程研究[硕士论文]. 北京：中国地质大学，2006
Guo B. The research of tectonic characteristics and evolution in Longmen orogenic belt[Master's thesis] (in Chinese). Beijing: China University of Geosciences, 2006

[11] 张培震，徐锡伟，闻学泽等. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报，2008，**51**(4)：1066～1073
Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, et al. Slip rate and recurrence interval of the Longmen Shan active fault zone, and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake. 2008, Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(4): 1066～1073

[12] Parsons T, Chen J, Kirby E. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. *Nature*, 2008, doi: 10.1038/nature07177

[13] Huang J L, Zhao D P, Zheng S H. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**(B10): 2255, doi: 10.1029/2000JB000137

[14] 王椿镛，吴建平，楼　海等. 川西藏东地区的地壳 P 波速度结构. 中国科学 D 辑，2003，**33**(增刊)：181～189
Wang C Y, Wu J P, Lou H, et al. The P-wave crustal structure of West Sichuan, China. *Science in China* (Series D) (in Chinese), 2003, **33**(Suppl.): 181～189

[15] 王椿镛，楼　海，吕智勇等. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构—下地壳流的深部环境. 中国科学 D 辑，2008，**38**(1)：22～32
Wang C Y, Lou H, Lü Z Y, et al. S wave velocity structure of the crust and upper mantle in the eastern Tibetan plateau—deep environment of lower crustal flow. *Science in China* (Series D) (in Chinese), 2008, **38**(1): 22～32

[16] 朱介寿，汶川地震的岩石圈深部结构与动力学背景. 成都理工大学学报(自然科学版)，2008，**35**(4)：348～356
Zhu J S. The Wenchuan earthquake occurrence background in deep structure and dynamics of lithosphere. *Journal of Chendu University of Technology* (Science & Technology Edition) (in Chinese), 2008, **35**(4): 348～356

[17] 刘启元，李　昱，陈九辉等. 汶川 M_s8.0 地震：地壳上地幔 S 波速度结构的初步研究. 地球物理学报，2009，**52**(2)：309～319
Liu Q Y, Li Y, Chen J H, et al. Wenchuan M_s8.0 earthquake: preliminary study of the S-wave velocity structure of the crust and upper mantle. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(2): 309～319

[18] 刘启元，陈九辉，李顺成等. 汶川 M_s8.0 地震：川西流动地震台阵观测数据的初步分析. 地震地质，2008，**30**(3)：584～596
Liu Q Y, Chen J H, Li S C, et al. The M_s8.0 Wenchuan earthquake: preliminary results from the western Sichuan mobile seismic array observations. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2008, **30**(3): 584～596

[19] 陈九辉，刘启元，李顺成等. 汶川 M_s8.0 地震余震序列重新定位及其地震构造研究. 地球物理学报，2009，**52**(2)：390～397
Chen J H, Liu Q Y, Li S C, et al. Seismotectonics study by relocation of the Wenchuan M_s8.0 earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(2): 390～397

[20] Aki K, Lee W H K. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, part 1: A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 1976, **81**(23): 4381～4399

[21] Vidale J. Finite-difference calculation of traveltime. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1988, **78**: 2062～2076

[22] Sethian J A. Numerical Methods for Propagating Fronts, in Variational Methods for Free Surface Interfaces. NY: Springer-Verlag, 1987

[23] Sethian J A, Popoviciz A M. 3-D traveltime computation using the fast marching method. *Geophys.*, 1999, **64**(2): 516～523

[24] Rawlinson N, Sambridge M. Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the Fast Marching Method. *Geophys. J. Int.*, 2004, **156**: 631～647

[25] Popovici A M, Sethian J A. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. *Geophysics*, 2002, **67**: 604～609

[26] Tarantola A, Valette B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reu. Geophys. Space Phys.*, 1982, **20**: 219～232

（本文编辑　何　燕）